

II.2. Caracterização geológica do sector NW da ZCI

Segundo Ribeiro *et al.* (1988), a cadeia Varisca divide-se em vários Terrenos. Na figura II.12 podem observar-se os diferentes Terrenos que constituem a cadeia Varisca na Península Ibérica.

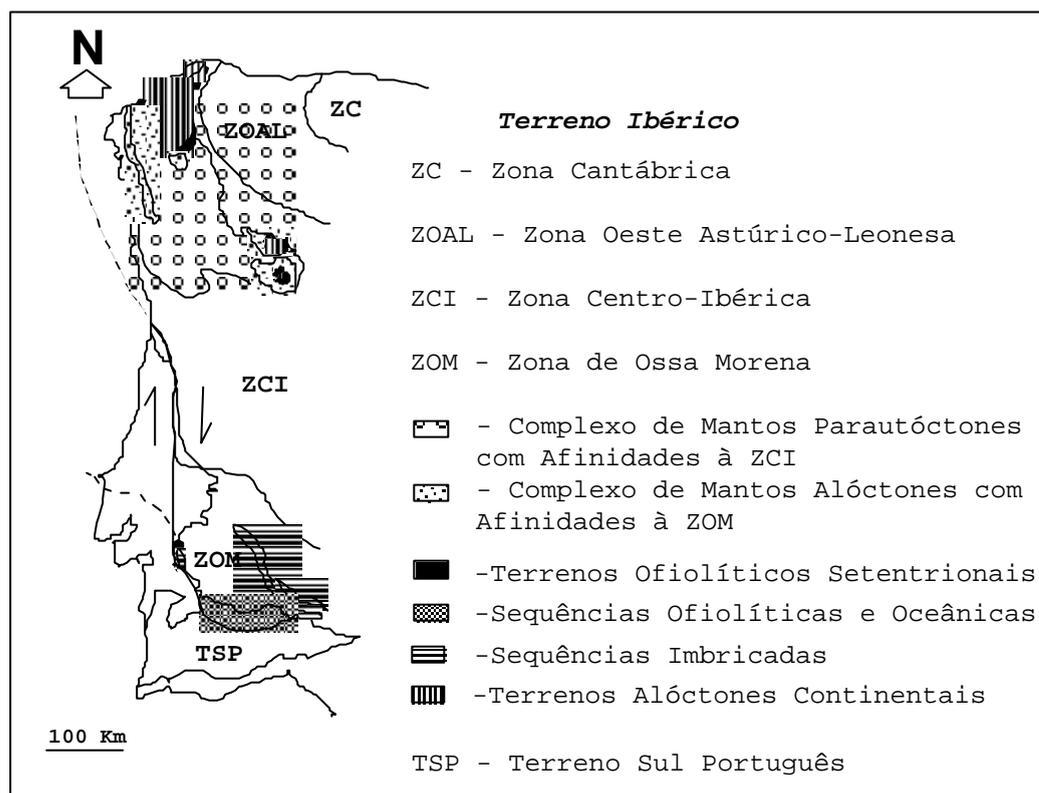


Figura II.12 - Terrenos Variscos na Cadeia Ibérica (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1988 e Ribeiro *et al.*, 1990).

Apesar da diversidade e importância de todos os Terrenos Variscos da Cadeia Hercínica só nos debruçaremos sobre o Terreno Ibérico e, deste, unicamente atenderemos à Zona Centro Ibérica, visto esta ser a zona na qual se encontra a nossa área de estudo.

A Zona Centro Ibérica, tradicionalmente, tem como limite: a NE a falha de Vivero e o sinclinal de Sil-Trucha (Martinez Catalán, 1985); a W o cavalgamento de Ferreira do Zêzere (materiais da Zona de Ossa Morena sobre materiais da Zona Centro Ibérica) e a zona de cisalhamento de Porto-Tomar; a Sul o alinhamento tectonomagmático de Los Pedroches-Vegas-Altos-Albuquerque-Nisa e a flexura de Guadalquivir. Existe controvérsia quanto ao limite da

ZCI com a ZOM, nomeadamente, no que respeita ao significado geotectónico do limite Sul, proposto por Lotze (1945) e Julivert *et al.* (1972). Veja-se, por exemplo, que enquanto existem autores (*e.g.*, Gama Pereira, 1987) que consideram este limite como sendo uma sutura precâmbrica, reactivada no decurso da orogenia Varisca como megacisalhamento dúctil esquerdo; outros autores (*e.g.*, Matte, 1986) consideram-no uma sutura Varisca que evoluiu para uma zona de cisalhamento esquerda.

A ZCI é uma zona heterogénea que compreende áreas com metamorfismo de médio a alto grau e abundantes granitóides a que se opõem áreas sem metamorfismo ou com metamorfismo de baixo grau (Dias, 1986). A sua heterogeneidade não se fica por aqui, visto ser constituída por formações autóctones sobre as quais assentam quatro complexos de mantos distintos (do topo para a base):

- (i) Terrenos Alóctones Continentais.
- (ii) Terrenos Ofiolíticos Setentrionais.
- (iii) Complexo de Mantos Alóctones com afinidades à Zona de Ossa Morena.
- (iv) Complexo de Mantos Parautóctones com afinidades à Zona Centro Ibérica.

Convirá ressaltar que (i) e (ii) não fazem parte do Terreno Ibérico, embora estejam assentes sobre o autóctone deste; por seu turno, (iii) e (iv) pertencem ao Terreno Ibérico.

A abordagem de que será alvo esta zona efectuar-se-á segundo quatro vias:

- (i) Estratigráfica.
- (ii) Estrutural.
- (iii) Metamórfica.
- (iv) Magmática.

II.2.1. Estratigrafia

Tentaremos descrever a estratigrafia da Zona Centro Ibérica partindo da caracterização litológico-estratigráfica de cada uma das grandes formações que a constituí, isto é, do Autóctone do Parautóctone e do Alóctone. Observando a figura II.13 será possível avaliar a distribuição geográfica das diferentes formações.

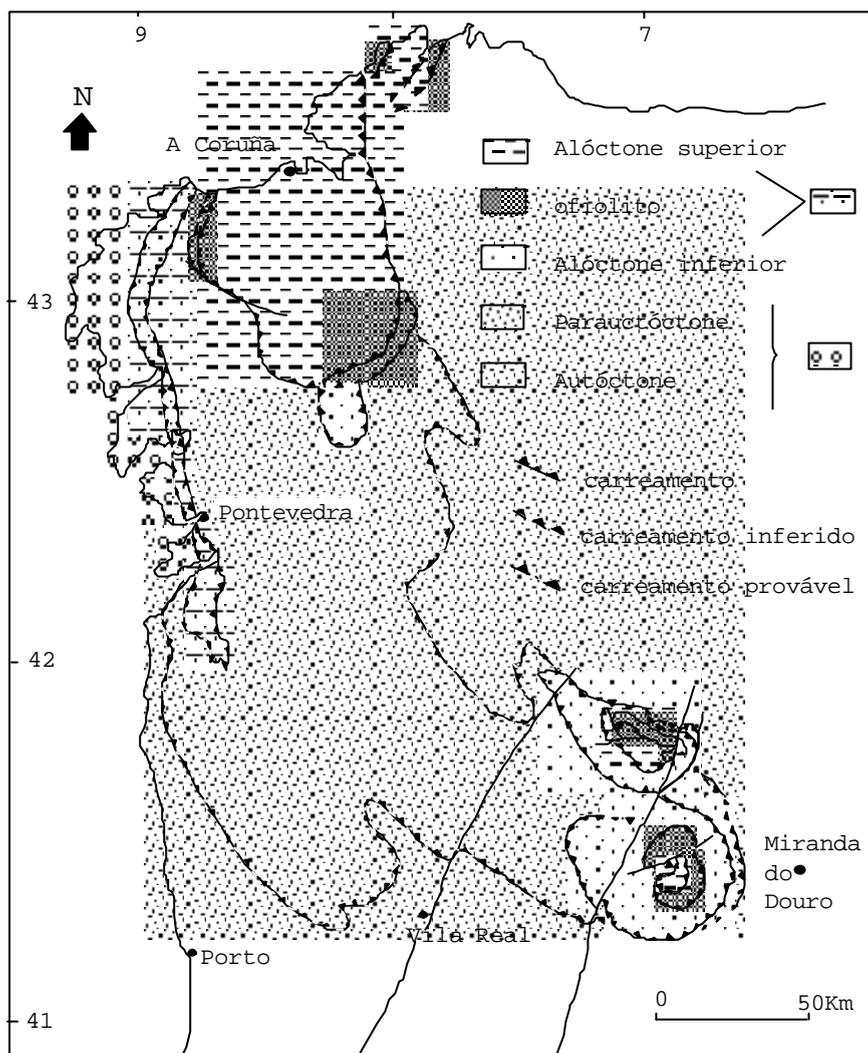


Figura II.13 - Distribuição do Autóctone, Parautoctone e do Alóctone no NW da Zona Centro Ibérica (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990).

Autóctone

Duas megassequências constituem o Autóctone da Zona Centro Ibérica:

(i) Megassequência ante-Ordovícica (quadro II.1) constituída pelo Complexo Xisto Grauváquico ante-Ordovícico (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1954, 1955), habitualmente designado por Complexo Xisto Grauváquico (CXG) ou, também, por Super-Grupo Dúrico-Beirão (Sousa & Sequeira, 1993), que se subdivide em Grupo do Douro (Sousa, 1982), Grupo das Beiras (Sousa, 1982; Silva *et al.*, 1988; Sequeira, 1991, 1993) e Grupo de Arda-Marofa (Silva *et al.*, 1995). O CXG é referido por San José (1983, 1984) e Vilas & San José (1990) como duas mega-unidades: Alcludiana Inferior e Alcludiana Superior-Pusiana. A divisão do

CXG nestas duas mega-unidades é polémica, pois segundo Teodoro Palácios (comunicação pessoal) temos, por um lado, a inexistência de critérios paleontológicos decisivos (dada a não especificidade, relativamente a uma ou outra mega-unidade, dos fósseis) e, por outro lado, a ausência de qualquer discordância com carácter regional (as discordâncias observadas têm somente carácter local).

No quadro II.1 não está representado o Grupo de Arda-Marofa, provavelmente de idade Câmbrica (Silva *et al.*, 1995), figurando, contudo, a Formação da Excomungada (Sousa, 1989), que juntamente com a Formação de Póvoa-Satão (Silva *et al.*, 1995) constituem este Grupo.

Quadro II.1 - Megassequência ante-Ordovícica – ensaio de correlação entre os diversos sectores geográficos. Extraído de Sousa & Sequeira (1993).

		Sousa (1982) Sequeira (1991;1993)	Sousa (1989) Silva et al. (1988, modificado) Romão (1991)	Alvarez Nava et al. (1988) Pardo Alonso e Casanovas (1992)	San Jose et al. (1990)	Diez Balda (1982) Rodríguez Alonso(1982) Alvarez Nava e al.(1988)	Liñan e Palacios (1987)	
GRUPO DO DOURO	Câmbrico inferior	F. S. Domingos			Camadas detríticas superiores			
		F. Desejosa		F. Calizas de los Navalucillos	Cal. Navalucillos	Calizas de Tamames		
		F. Pinhão		Form. Areniscas de Azorejo	Aren. Azorejo	Areniscas de Tamames		
		F. Rio Pinhão	F. Excomungada	F. Limolitas de Pusa	Piz. Pusa	F. Aldeatejada	Série Superior	
		F. Ervedosa		Nivel de Fuentes	Nivel Fuentes	F. Montterubio		
	Pré-Câmbrico Superior (Vendiano)	Formação de Bateiras	Formação Ponte Chinchela	Formação Detrítica-carbonatada de Valdecañas	"Ritmito" de Rio Uso / Valdehornos		Série intermédia	
		? - ? - ? - ? - ?			Congl. e Piz de Villar del Pádroso/Tornlejo			
		? - ? - ? - ? - ?		Formação Limolitas de Casteñar	Piz. e grauvaques de Tamujosillo			
		Formação Cabeço das Popas	Form. Alameda(?) Form. Rosmaninhal		Cal. Villarta			Capas conglomeráticas
		Formação Carril das Travessas	Formação Perais	Fm. Limolitas del Cubiler	Piz. e grauvaques de los Parrales			
GRUPO DAS BEIRAS	Pré-Câmbrico Superior (Vendiano)	Formação Ribeira de Arades	Formação Malpica do Tejo	Pizarras y Areniscas del Estomiza	Conglomerados N.ª Sra. de la Antigua			
					Conglomerados Las Torrecillas		Série inferior	Capas de Valdelacasa
					Pizarras de Guadiana			

(ii) Megassequência pós-Câmbrica (quadro II.2) constituída pelo Ordovícico, Silúrico, Devónico e Carbónico.

O Ordovícico apresenta uma fácies detrítica na base transitando para pelítica conforme se avança para o topo, todavia, no topo os materiais são detríticos, presumivelmente glaciogénicos. Caracteriza-se por um regime de sedimentação transgressivo na base (conglomerado grosseiro)

e regressivo no topo, assim como, pela proximidade do continente emerso (Pereira & Ribeiro, 1992).

A sedimentogénese silúrica aponta para a existência duma bacia cujos bordos estão marcados por formações glaciogénicas, delimitada pelos terrenos da ZOM, a W do Porto, e pelos terrenos de NE de Trás-os-Montes (Pereira & Ribeiro, 1992). Os xistos e os quartzitos são as litologias mais difundidas neste período.

No decurso do Devónico assiste-se a alterações de sedimentação, passando-se duma plataforma estável nerítica, no Devónico inferior e médio, para uma situação de talude no Devónico superior. Este período é constituído essencialmente por xistos e arenitos fossilíferos (Coke, 1992).

O Carbónico é de fácies continental. Estas litofácies correspondem a um molasso depositado na zona interna da cadeia. Segundo Pereira & Ribeiro (1992), a organização das sequências e estruturas sedimentares e, bem assim, a sua distribuição geográfica, mostra a instabilidade do meio (carácter pós-orogénico e velocidade de processos).

Parautóctone

Apesar de Iglesias *et al.* (1983) considerarem o parautóctone (Complexo de Mantos do Parautóctone) como parte integrante do alóctone, sugere-se que pela sua dimensão geográfica, pelas afinidades paleogeográficas com o autóctone (Ribeiro *et al.*, 1990) e por ser formado por mantos que sofreram movimentos de transporte de magnitude distinta da do alóctone, o parautóctone pode constituir, por si só, uma unidade independente do alóctone. O Parautóctone é, segundo Iglesias *et al.* (1983), composto por materiais de idade Silúrico-Devónica, com fácies bastante similares às dos terrenos autóctones subjacentes.

No quadro II.3 pode-se observar o modo como as distintas unidades/complexos se distribuem e correlacionam no Parautóctone.

Quadro II.3- Correlação entre as diferentes unidades/complexos do Parautóctone no NW Peninsular (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990; Pereira & Ribeiro, 1992).

	DOURO E MINHO	TRAS-OS-MONTES OCIDENTAL	GALIZA MÉDIA	TRAS-OS-MONTES ORIENTAL
P A R A U T Ó C T O N E	<ul style="list-style-type: none"> • Unidade do Minho Central e Ocidental pelitos e psamitos, <i>skarns</i> e vulcanitos, xistos negros, quartzitos cinzentos, xistos negros com intercalações de ampelitos e liditos	<ul style="list-style-type: none"> • Unidade Mouquim -carreamento- • Unidade de Canadelo -carreamento- 	<ul style="list-style-type: none"> • Grupo de Nogueira filitos negros • Grupo de Santabaia • qzfilitos com meta – vulcanitos félsicos • filitos • <i>augen</i>-gnaisses 	<ul style="list-style-type: none"> • Unidade Peritransmontana complexo de xistos, grauvaques e grés impuros; grés quartzíticos, ampelitos, liditos e metavulcanitos, xistos

Alóctone

O alóctone propriamente dito é constituído por três mantos principais (da base para o topo): 1. Complexo de Mantos do Alóctone Inferior (CMAI); 2. Complexo de Mantos Ofiolíticos (CMO); 3. Complexo de Mantos do Alóctone Superior (CMAS).

O CMAI é constituído por material de idade Câmbrica a Devónica inferior, com magmatismo peralcalino pré-orogénico, sendo o CMO formado por litologias pertencentes ao Silúrico –Devónico e, por último, o CMAS constitui um complexo catazonal de alta pressão (provavelmente um soco Precâmbrico), recoberto por gnaisses glandulares e *flysch* epi a mesozonal, talvez pertencentes ao Câmbrico (Iglésias *et al.*, 1983).

A correlação entre as diferentes unidades litoestratigráficas e tectónicas que constituem o alóctone encontra-se presente no quadro II.4.

II.2.2. Estrutura

Autóctone

A deformação Sarda, quer seja a pré-orogénica ou a correspondente ao Ciclo de Wilson Varisco (caracterizado por três fases principais), constitui a grande deformação registada nesta zona.

Deformação Sarda pré-orogénica

Diez Balda *et al.* (1990), defende que a deformação Sarda pré-orogénica não produziu qualquer deformação interna, embora mencione a génese de estruturas dobradas e evidências de metamorfismo apreciável, tendo sido a deformação Varisca a responsável por estes aspectos.

A ideia da inexistência de deformação interna associada à deformação Sarda pré-orogénica é contrariada tanto pelas dobras e cavalgamentos de idade Sarda, cartografados no Rosmaninhal (Beira Baixa) por Romão & Ribeiro (1992), que teriam gerado padrões de interferência do tipo I e II aquando do dobramento Varisco, como pelo significado geodinâmico que lhe é atribuída, pelos mesmos autores, os quais propõem que esta deformação Sarda pré-orogénica resulte da inversão dum aulacógeno em regime de transpressão dextra; desde o Proterozóico Superior ao Câmbrico, no terreno Ibero-Armoricano.

Ainda relativamente à deformação Sarda pré-orogénica, por exemplo:

- Lotze (1956) propôs a existência de duas descontinuidades: uma superior- entre o Quartzito Armoricano e as camadas vermelhas basais (Câmbrico Superior); outra inferior- entre as camadas vermelhas e as rochas do Câmbrico Inferior. A descontinuidade da base do Tremadociano é a mais importante, estando relacionada com os movimentos sardos, que geraram estruturas dobradas na ZCI (Diez Balda *et al.*, 1990).
- Romão & Ribeiro (1992, 1995) e Romão *et al.* (1997), fazem referência a discordâncias entre sequências transgressivas do Ordovícico Inferior (Grupo do Vale do Grou e Formação do Quartzito Armoricano) e o Grupo das Beiras, enquanto que Coke (1992), menciona a discordância angular entre a base do Ordovícico e a Formação da Desejosa (Grupo do Douro).

1ª Fase de Deformação Varisca

Segundo Diez Balda *et al.* (1990), na ZCI podem diferenciar-se, de acordo com as estruturas megascópicas da primeira fase de deformação Varisca (figura II.14), dois domínios tectónicos diferentes: o Domínio das Dobras Deitadas e o Domínio das Dobras Verticais. A

denominação deste último domínio não é totalmente correcta, visto existirem neste domínio dobras com vergência marcadamente para SW - *e.g.*, Caramulo e Oliveira de Azeméis, e para NE - Marão (Iglesias *et al.*, 1983 e Coke, 1992) e Torre de Moncorvo (Dias, 1986). Por este motivo designámo-la por Domínio das Dobras a SW.

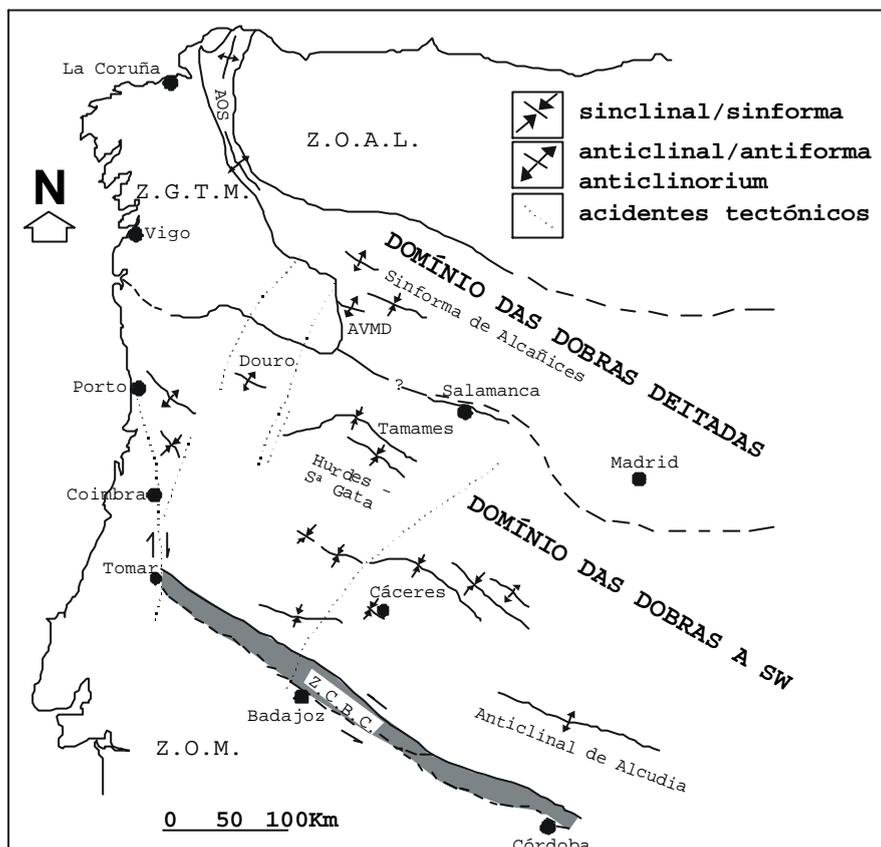


Figura II.14 - Domínios estruturais da Zona Centro Ibérica: Domínio das Dobras Deitadas e Domínio das Dobras a SW. ZGTM- Zona da Galiza-Trás-Os-Montes; ZOAL- Zona Oeste Astúrico Leonesa; ZOM- Zona de Ossa Morena; AOS- Anticlinorium "Olho de Sapo"; AVMD- Antiforma de Villadepera-Miranda do Douro; ZCBC- Zona de Cisalhamento de Badajoz-Córdoba (adaptado de Diez Balda *et al.*, 1990).

Optou-se pela proposta de Dias (1998) relativa à estruturação do Autóctone do Terreno Ibérico na primeira fase de deformação Varisca, visto este autor discutir as estruturas e os possíveis mecanismos condicionantes das variações do estilo tectónico num âmbito mais lato do que Diez Balda *et al.*(1990), isto é, a classificação destes últimos, embora possa fazer algum sentido para Espanha não o faz relativamente a Portugal.

Dias (1998) salienta que as grandes estruturas existentes a nível do autóctone da ZCI e da ZOM parecem ter sido condicionadas por duas descontinuidades (suturas?) precâmblicas que terão sido reactivadas como megadesligamentos esquerdos variscos, os quais foram os principais responsáveis pela génese de *flower structures* na área. Explica, também, que as diferenças geométricas e cinemáticas das estruturas, observadas entre as regiões setentrionais e meridionais do autóctone da ZCI, são produto da natureza reológica deste soco Precâmbrico. Assim, este autor propõe, utilizando um critério puramente estrutural, a divisão do Terreno Ibérico português em quatro sectores com distintos estilos tectónicos (figura II.15), não incluindo o bordo mais meridional deste Terreno, visto ser um sector cuja estrutura ainda é mal conhecida e, por isso mesmo, ser alvo de grande controvérsia.

Dias (1988), para o **sector A** (figura II.15.i), salienta que o estilo estrutural da deformação neste sector é influenciado pelos mecanismos de implantação dos carreamentos existentes nas proximidades; as dobras são tombadas a deitadas para E e, não raramente, desenvolvem charneiras sub-horizontais e onduladas evoluindo, por vezes, para dobras em baínha; a lineação de estiramento é predominantemente segundo **a**.

A N do **sector A** existem duas importantes estruturas designadas por Anticlinorium do “Olho de Sapo” e Estrutura de Villadepera-Miranda do Douro (figura II.14). A primeira apresenta planos axiais das dobras com uma direcção de N-S a NW-SE e vergência para E (Diez Balda *et al.*, 1990) a NE. A segunda caracteriza-se pela presença de dobras isoclinais e deitadas com direcção N70W e vergência para E, acompanhadas por uma foliação de plano axial (Diez Balda *et al.*, 1990).

No **sector B** (figura II.15.ii e figura II.15.iii) a presença de uma clivagem de plano axial que varia de E-W no interior, para N-S no litoral, confere à Cadeia Varisca no NW da Península Ibérica o padrão típico de arco (Ribeiro *et al.*, 1990). Dias (1988) refere: que as charneiras das dobras são quase sempre pouco inclinadas ($< 20^\circ$) e, à escala cartográfica, apresentam uma depressão axial no sentido da maior curvatura do Arco (em torno desta depressão generalizada, as charneiras apresentam ondulações que foram interpretadas como devidas a um mecanismo de achatamento diferencial); que a lineação de estiramento é sub-horizontal a ligeiramente

mergulhante para a zona de maior curvatura do Arco, indicando, assim, um regime de estiramento em **b**; que as dobras se encontram espacialmente associadas a grandes desligamentos esquerdos subparalelos aos seus planos axiais; a existência de uma vasta *flower structure* positiva com um ramo NE extremamente bem desenvolvido e vergente para NE, o qual passa gradualmente à Zona Oeste Astúrico-Leonesa, uma zona axial que somente se observa na região de Viana do Castelo, dado que a sua continuação para SE está marcada por inúmeras intrusões graníticas e um curto ramo SW caracterizado por dobras vergentes para W e SW (*e.g.*, Valongo, Oliveira de Azeméis e Caramulo).

A observação de dois cortes geológicos esquemáticos (simplificados) E-W do Autóctone (figura II.16) evidencia; na Galiza, a presença de dobras com vergência sempre para E, enquanto no Norte de Portugal se depara com uma estrutura em leque, cuja zona axial contendo dobras de plano axial subvertical separa um sector SW de dobras com vergência para SW (podendo mesmo tornarem-se deitadas), de um sector NE no qual a vergência é para NE, verificando-se um incremento na inclinação dos planos axiais à medida que se caminha para este quadrante.

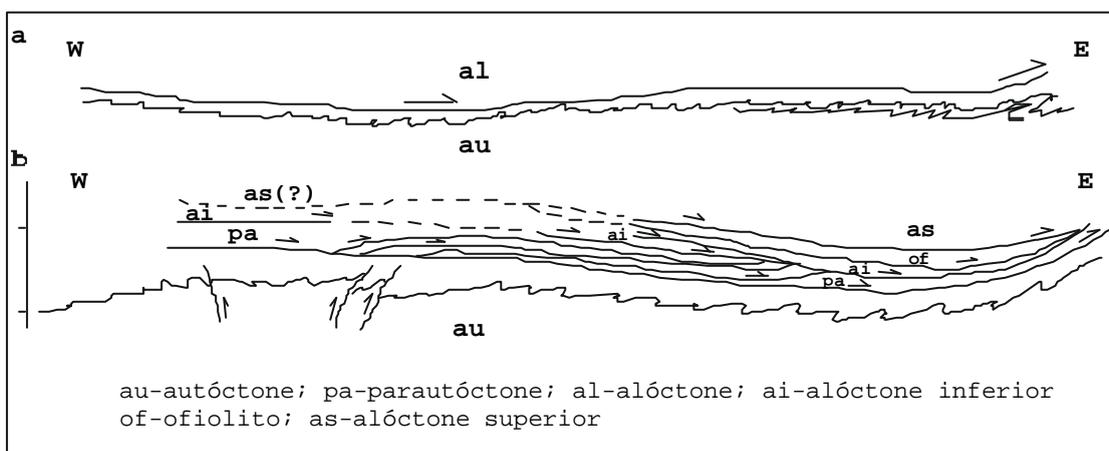


Figura II.16 - Cortes geológicos esquemáticos, com atitude E-W, representando dobras F₁ no autóctone. a- Corte na Galiza apresentando as dobras com vergência para E (adaptado de Iglesias *et al.*, 1983). b- Corte no Norte de Portugal indicando uma estrutura em leque (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990).

O **sector C** (figura II.15.iv) caracteriza-se, segundo Dias (1998), por dobramentos com maior homogeneidade do que a dos observados nos sectores mais a N. As dobras têm planos

axiais subverticais, charneiras sub-horizontais e, geralmente, desenvolvem uma clivagem σ plano axial ou em leque convergente, na qual se encontra uma lineação de estiramento em **a**. A componente de cisalhamento esquerdo regional típica do ramo S do Arco Ibero-Armoricano é, aqui, negligenciável.

Quanto ao **sector D** (figura II.15.v), o mesmo autor refere que este é caracterizado por uma *flower structure* positiva a grande escala, centrada na Faixa Blastomilonítica e com desenvolvimento desigual dos dois ramos que a constituem: o ramo N pouco desenvolvido com vergência para N; o ramo S, extremamente desenvolvido, vergente para S e SW. A componente de desligamento regional, associada a esta macroestrutura, é esquerda. A lineação de estiramento comporta-se distintamente ao longo da *flower structure* mergulhando para W ou WNW, para E ou SE ou sendo sub-horizontal, respectivamente, no ramo N, no ramo S e na zona central.

2ª Fase de Deformação Varisca

Esta fase, em certas zonas (*e.g.*, Anticlinorium do "Olho de Sapo"), produz cavalgamentos. O sentido de movimento para E é fornecido por estruturas menores que possuem dobras em baínha, associadas a *fabrics* planolineares (Diez Balda *et al.*, 1990).

Segundo Dias (1986), as zonas de cisalhamento esquerdas da F₁ podem ser reactivadas com cavalgamentos de ângulo elevado no decurso de F₂ (*e.g.*, no sector N do antiforma de Moncorvo-Carviçais).

A 2ª Fase de Deformação Varisca (F₂), nos domínios centrais e meridionais da ZCI, possui largas zonas de cisalhamentos dúcteis sub-horizontais, dobras menores assimétricas e dobras em baínha que afectam a clivagem S₁ produzindo uma clivagem S₂ sub-horizontal. Nas zonas de cisalhamento a clivagem S₂ é frequentemente a única visível. Em certos afloramentos é possível observar estruturas C-S, com intersecção sub-horizontal entre ambas as superfícies sugerindo um sentido de cisalhamento para E (Diez Balda *et al.*, 1990).

3ª Fase de Deformação Varisca

No Anticlinorium do "Olho de Sapo" as dobras têm uma direcção de N-S a NW-SE e inclinação que varia de subvertical a inclinada para E.(Diez Balda et al., 1990). Ainda no domínio setentrional da ZCI a Estrutura de Villadepera-Miranda do Douro evidencia clivagem de crenulação S_3 e foliação nos granitos, de parceria com zonas de cisalhamento dúctil - subverticais com movimento horizontal dextrógiro (Iglesias e Choukroune, 1980). As dobras são homoaxiais relativamente às de F_1 , mas, contrariamente a estas, os seus planos axiais são subverticais (Diez Balda et al., 1990).

Esta fase, nos domínios centrais e meridionais da ZCI, produz dobras com um grande comprimento de onda (para cima de algumas dezenas de Km) e com pequena amplitude, as quais afectam a xistosidade S_2 . As dobras maiores são acompanhadas por dobras menores e uma clivagem de crenulação (Diez Balda *et al.*, 1990).

Parautóctone (Complexo de Mantos)

A segunda fase de deformação Varisca parece ser, na realidade, a responsável pela colocação/transporte do parautóctone (Ribeiro *et al.*, 1990).

O Parautóctone tem as clivagens S_1 e S_2 sub-horizontais, a lineação de estiramento orientada na direcção de transporte e as dobras apresentando charneiras curvas (Ribeiro *et al.*, 1990). Existe uma notória modificação do regime de deformação do autóctone (transpressivo no segmento NW e compressivo no segmento central) para o parautóctone (tangencial/cavalgante para E).

A terceira fase de deformação Varisca no parautóctone, na opinião de Ribeiro & Pereira (1992), manifesta-se por amplos antiformal pluriquilométricos, em cujos núcleos muitas vezes se instalam os maciços graníticos de duas micas, seguidos de sinformas apertados (as dobras têm planos axiais subverticais e eixos sub-horizontais). Nesta fase também se gera uma xistosidade de plano axial, com transposição das superfícies anteriores (*e.g.*, Dias, 1987).

Alóctone

Como referido em II.2.1., o alóctone propriamente dito é constituído por três mantos principais. Assim, sempre que se torne oportuno, relacionaremos aspectos estruturais das diferentes fases de deformação com o manto em que ocorrerem.

Antes de procedermos à descrição, em particular, da acção de cada uma das fases de deformação Varisca sobre esta unidade, é de toda a importância apontar que, e na opinião de Ribeiro *et al.* (1990), de um modo geral, nas primeiras fases de deformação todo o estilo da tectónica do alóctone é controlado pelo regime de carreamento relacionado com a colocação dos mantos, transitando após a colocação destes, durante a F₃, para um regime predominantemente de desligamento (figura II.17).

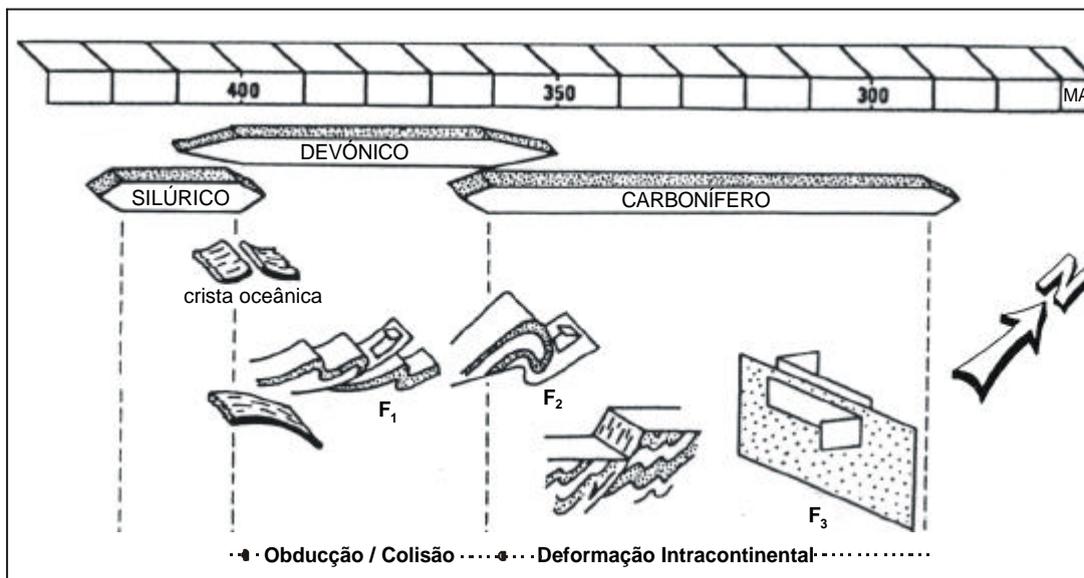


Figura II.17- Cronologia dos principais eventos deformacionais no Alóctone da ZCI (adaptado de Dias & Ribeiro, 1995).

1ª Fase de Deformação

Produz dobras deitadas com clivagem de plano axial. As charneiras são frequentemente curvas e a ocorrência de dobras em bacia pode dar-se a diferentes escalas (Ribeiro *et al.*, 1990).

[Complexo de Mantos do Alóctone Inferior]- Segundo Ribeiro *et al.* (1990) a xistosidade é sub-horizontal e as charneiras das dobras são curvas, tendendo a tornarem-se

paralelas à lineação de estiramento por causa do mecanismo de formação das dobras em baínha. O sentido de cisalhamento é para E e SE observando-se, contudo, que no Maciço de Morais a lineação de estiramento, paralela aos eixos de dobra, torna-se curva à escala macroscópica contornando o bordo SE do Maciço de Morais.

[Complexo de Mantos Ofiolítico]- A deformação interna deste complexo está bem representada no Maciço de Morais: xistosidade horizontal com uma lineação de estiramento $\pm 30^\circ$ /E-W; os critérios de cisalhamento estão bem preservados nos flaser-gabros deste maciço, mostrando um sentido de carreamento para E (Ribeiro *et al.*, 1990).

[Complexo de Mantos do Alóctone Superior]- Este complexo está marcado, nos Micaxistos e nos *Augen-gnaisses* de Lagoa, por uma xistosidade, uma lineação de intersecção curva resultante da intersecção entre a superfície xistosidade e a superfície de estratificação e uma lineação de estiramento NNW-SSE (Ribeiro *et al.*, 1990).

2ª Fase de Deformação

As dobras são deitadas tendo clivagem de crenulação ou xistosidade de plano axial e, nas zonas mais deformadas têm eixos curvos.

[Complexo de Mantos do Alóctone Inferior]- Segundo Ribeiro *et al.* (1990), a deformação aqui detectada é representada por uma xistosidade sub-horizontal e por dobras em baínha com vergência para E. As dobras, em certos sectores, evidenciam comportamento anómalo (no Maciço de Morais encurvam à sua volta, vergindo para o seu interior). Estes autores referem, ainda, que os planos de carreamento estiveram activos durante esta fase, dado que a xistosidade de plano axial S_1 foi gradualmente transposta pela clivagem de crenulação S_2 .

[Complexo de Mantos Ofiolítico]- Neste complexo ocorrem, segundo Ribeiro *et al.* (1990), policlinais e dobras conjugadas com planos axiais e eixos de dobra sub-horizontais, vergindo fundamentalmente para o centro do Maciço de Morais.

[Complexo de Mantos do Alóctone Superior]- A deformação que se observa nos micaxistos de Ordenes consiste numa crenulação sub-horizontal (Ribeiro *et al.*, 1990), por seu lado, nas rochas catazonais deste complexo, Arenas *et al.* (1986) indicam a existência de zonas de cisalhamento sub-horizontais.

3ª Fase de Deformação

Os planos axiais das dobras desta fase são subverticais (encurvando suavemente à volta do Arco) e os eixos das dobras são sub-horizontais. As dobras dispõem-se em *échelon* sobre as zonas de cisalhamento conjugadas, e a lineação de estiramento é subparalela ao eixo das dobras, mostrando o regime de desligamento predominante (Ribeiro *et al.*, 1990).

[Complexo de Mantos Ofiolítico]- Possui dobramento fraco sem xistosidade de plano axial penetrativa (Ribeiro *et al.*, 1990).

[Complexo de Mantos do Alóctone Superior]- Esta fase de deformação está representada, nos micaxistos de Ordenes, por uma clivagem de crenulação subvertical associada a dobras com planos axiais orientados de N a NNE (Ribeiro *et al.*, 1990).

Fases de Deformação Tardias

[Complexo de Mantos Ofiolítico]- Aparecem *kinks* abertas e *chévrons* com planos axiais NE-SW e subverticais (Ribeiro *et al.*, 1990).

II.2.3. Metamorfismo

Autóctone

Segundo Martinez *et al.* (1990), o metamorfismo varisco mais antigo evidencia isogradas com associações de granada + estauroлите ? distena (F₁ e F₂), que são cortadas por

isogradas mais recentes de associações de andaluzite + cordierite + silimanite (sin-F₂ a pós-F₃), que estão intimamente relacionadas com as intrusões graníticas.

De outro modo, podemos dizer que o autóctone foi afectado por um metamorfismo de pressão intermédia/baixa temperatura num período varisco inicial, tendo evoluído [(uma das provas é a contínua evolução dos minerais da paragénese mineral inicial para uma paragénese de cordierite - andaluzite (Ugidos, 1990)] para um metamorfismo varisco de baixa pressão/alta temperatura.

Parautóctone

O metamorfismo é intermédio, de baixa pressão. Em Trás-os-Montes oriental o metamorfismo não ultrapassa a fácies dos xistos verdes, contudo para W é sobreposto por um metamorfismo com andaluzite – silimanite, posterior aos mantos (Iglésias *et al.*, 1983).

Alóctone

[Complexo de Mantos do Alóctone Inferior]- Segundo Iglésias *et al.* (1983), o metamorfismo diminui de W (fácies anfibolítica com granada) para E (fácies de xistos verdes). Existe sobreposição de um gradiente de mais baixa P a um gradiente de mais alta P (eclogitos com glaucofana e distena da Galiza Oriental; xistos azuis com crossite de Trás-os-Montes Oriental).

[Complexo de Mantos Ofiolítico]- Metamorfismo epi a mesozonal.

[Complexo de Mantos do Alóctone Superior]- O metamorfismo apresenta um complexo catazonal de alta pressão e uma zona de epi a mesozonal.

II.2.4. Magmatismo

As intrusões pré-orogénicas são principalmente granitóides biotíticos e gabros instalados por volta de 460 a 480 M.A. (Gárzon *et al.*, 1981; Kuijper *et al.*, 1982), sendo a principal exceção o ortogneisse de Miranda do Douro, Cadomiano, com 618 ± 9 M.A. (Lancelot *et al.*, 1985). Ainda há a referir a ocorrência de vulcanitos de composição ácida na base do Ordovícico (Formação de Bojas) da Serra do Marão (Coke *et al.*, 1995).

O magmatismo sinorogénico Varisco é dominado pela presença de Granitóides do Tipo-S e do Tipo-I (Ribeiro, 1984). Estas intrusões variscas são fundamentalmente granitos a granodioritos instalados entre 280 e 340 M.A. (Pinto e Gil Ibarra, 1987). As litologias que se podem encontrar referentes a este período são as seguintes: leucogranitos e granitos de duas micas aos quais estão associados, frequentemente, aplitos e pegmatitos; apogranitos, que devem a sua origem à evolução magmática que se regista durante os estágios finais de alguns leucogranitos moscovíticos (Gumiel e Arribas, 1990); granitos biotíticos (representam o grupo de rochas graníticas mais abundante no Maciço Ibérico Central); monzogranitos; granodioritos; quartzodioritos; tonalitos; rochas máficas e ultramáficas (dioritos, gabros, piroxenitos olivínicos) e andesitos (Ugidos, 1990).

No período tardi-varisco destacam-se intrusões de granitos calco-alcalinos, existindo, também, vulcanismo pós-orogénico (Ugidos, 1990).